© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Die Böden Jordaniens im Überblick

W. WAITZBAUER & B. PETUTSCHNIG

Abstract: On the soils of Jordan. — Soils are complex, long-term products of many interrelated processes that depend on climatic, geological subsoil, physical and chemical factors with an intensive participation of soil arthropods, microfauna and microflora. Soil development under arid conditions is much more complicated than in humid climates. It generally requires a very long time and is reduced to a minimum. Due to the general lack of water, other factors predominate. These include physical factors, erosion, transfer and accumulation of material by the sandblast of the wind, and scarce but nevertheless heavy rainfalls. Chemical influences include hydration, dehydration and oxidation. Vegetation in deserts is diffuse, and microbiological activity as well as decomposition therefore proceed very slowly. Under extremely arid conditions, only soil-like formations with reduced soil life can develop. The soils of Jordan contain different zonal and azonal types. Zonal mediterranean Terra rossa is characteristic for the humid northwest part of Jordan. Under drier conditions, yellow and brown Mediterranean soils develop. In hilly parts and along banks of wadis, brown lithosoils on carbonate rocks with hardened calcareous crusts are typical. Soil is restricted to small patches on the rocks. In xeric steppe habitats, light xerosols reflect the poor humus content. The most extreme conditions can be found in the sandy desert and in the hamadas. The soil types here are desert lithosoils, regosoils and young sandy soils with minimum organic content. They represent a primary stage and never reach full maturation. Moreover, a zonal soil types include the common rendzina under drier Mediterranean conditions, loess and solontschak, which is typical for areas with high salinity. Vertisol is characterised by its clay movement, a process which requires deep clay layers and the presence of sodium cations.

Key words: Soils, soil types, arid environments, Jordan.

Bodenbildung und -dynamik in ariden Gebieten

Prinzipien arider Bodenbildung

Böden sind komplexe Gebilde mit einem weiten Formenschatz unterschiedlicher Typen. Stoffliche und energetische Einflüssen der Atmosphäre, Biosphäre und Lithosphäre mit starker Dynamik steuern ihre Entwicklung, Morphologie, sowie die physikalisch-chemischen und biologischen Funktionsabläufe. Durch ständige bodenbildende Ab-, Um- und Aufbauprozesse entstehen Bodenprofile und ihre verschiedenen Bodenhorizonte, welche sich bei terrestrischen Böden üblicherweise in einen A-, B- und C-Horizont untergliedern. Im A-Horizont, dem „Oberboden", vermischen sich organische und mineralische Bodenanteile, im darunter liegenden mineralischen B-Horizont, dem „Unterboden", erfolgt die Bildung oder Verlagerung von Tonmineralien sowie die Freisetzung und Verlagerung von freiem Fe und Al. Der C-Horizont stellt als „Untergrund" das Ausgangsgestein der Bodenbildung dar. Unabhängig vom klimatischen Einfluss, welcher für die Bodenbildung sehr wesentlich ist und der Dynamik eines Bodens, fehlt bei den A-C-Böden der B-Horizont oder ist nur schwach ausgebildet, ebenso können sich weitere Subhorizonte einschieben. Typisch für die Böden arider Gebiete sind etwa durch Verlagerung und Anreicherung entstandene Ca-Horizonte oder Hartkrustenbildungen durch Carbonate oder Gips in den oberen Horizontbereichen.

Ein **zonaler Boden** entsteht durch Wechselwirkungen des anstehenden Gesteins mit dem vorherrschendem Klima unter intensiven Beteiligung der Vegetationsdecke und der Bodenfauna. **Intrazonale und azonale Böden** werden zusätzliche durch Faktoren wie Zuschusswasser oder dynamische Prozesse geprägt und sind innerhalb der

Denisia 14, zugleich Kataloge der OÖ. Landesmuseen Neue Serie 2 (2004), 113–132

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

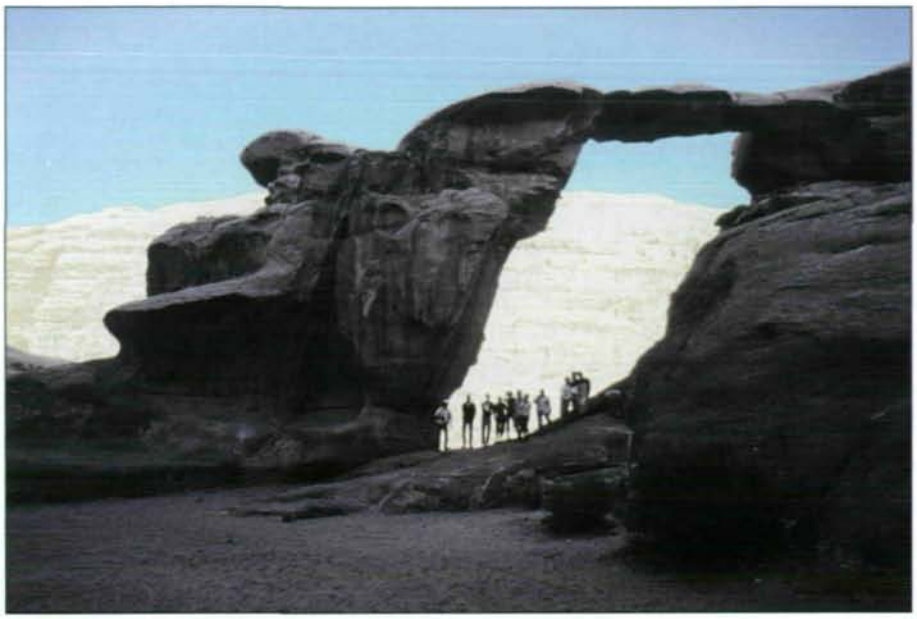
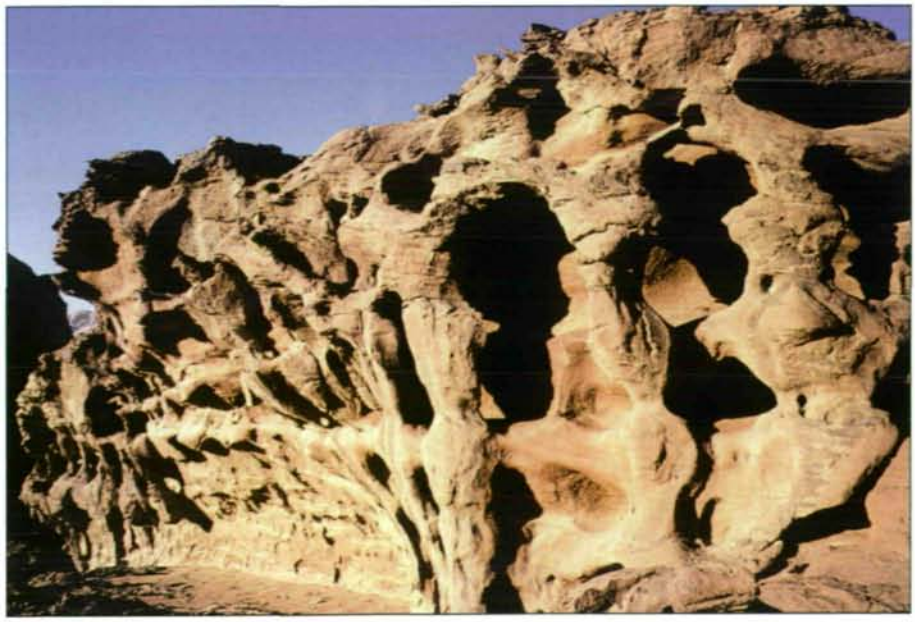


Abb. 1: Brückenartige Verwitterung im Sandstein des Wadi Rum. Weichere Sedimentschichten wurden durch verschiedene physikalische Erosionskräfte aus dem festen Gesteinsverband herausgelöst. Der Einsturz der oberen Abdeckung ist vorhersehbar.

zonalen Bodenformen von diesen oft scharf abgegrenzt.

Während in feuchteren Gebieten verschiedene Verwitterungsprozesse, wie physikalische Gesteinszerteilung einschließlich der bohrenden Tätigkeit durch Pflanzenwurzeln, chemische Lösungsverwitterung durch Wasser und biologisch ausgelöste Verwitterungsabläufe gemeinsam zur Bodenbildung beitragen, erlangt in ariden Gebieten mit abnehmendem Niederschlag immer mehr die rein **physikalische Verwitterung** durch Temperatursprengung große Bedeutung (DAN 1973). Insbesondere der Tag-Nacht-Temperaturwechsel bewirkt im Gestein Volumenzu- und -abnahme, erzeugt Spannungen, Risse, Spalten, Hohlformen und führt letztlich zum Zerfall. Diese Vorgänge verlaufen auf der Ebene unterschiedlichster Größenordnungen, von mikroskopisch kleinen bis zu landschaftsprägenden Dimensionen (Abb. 1, 2). Bei zunehmender Aridität scheidet die chemische oder biologische Beteiligung bei der Gesteinszerkleinerung weitgehend oder völlig aus. Da daher auch kaum mehr Boden gebildet werden kann, bedeckt nur noch der Verwitterungsschutt des anstehenden Gesteines die Oberfläche (Abb. 3, 4). In ariden Gebieten sind Schuttbildung und -anhäufung mit Auffüllung oft großer Depressionen, Flugsandfelder und Dünen generell typische Phänomene der physikalischen Gesteinsverwitterung. Schuttmassen liefern auch das Rohmaterial für die **Bodenreifung**, welche aber aufgrund der ungünstigen Voraussetzungen durch hohe Temperaturen, mangelnde Durchfeuchtung und Anreicherung unzersetzter Minerale nur sehr langsam erfolgt. Häufig wird die Bodenreife überhaupt nicht erreicht, weil Störungen (natürliche Erosion, Übersandung etc.) diesen Prozess mehrfach unterbrechen. Durch Wind und Wasser werden Bereiche des Oberbodens abgeweht oder abgespült, wodurch „geköpfte" Profile entstehen. Erneute Sedimentation führt zu „embryonalen" oder „azonalen" Bodenstadien. Verbreitet treten daher übereinander gelagerte begrabene Bodenprofile und Bodenreste auf, wie das etwa deutlich an alluvialen Profilen zu sehen ist (GANNSEN 1968) (siehe Abb. 7).

Abb. 2: Zusammenspiel physikalischer Verwitterungsfaktoren: Das Sandstrahlgebläse des Wüstenwindes hat diese Sandsteine gerundet. Schattenverwitterung durch unterschiedliche Auswirkung von Schatten und höherer Feuchtigkeit, Sonnenbestrahlung und Trockenheit haben die Hohlformen (Tafoni) geschaffen.



Chemische Verwitterung erfolgt aufgrund der Trockenheit meist nur in geringem Ausmaß oder wenn umfangreicher, dann lokal und zeitlich begrenzt durch Niederschläge. Lösungsverwitterung erfolgt durch Hydrolyse oder Karbonatisierung wasserlöslicher Salze, wie etwa Kochsalz und Gips. Dabei lagern sich Wassermoleküle an verfügbare Ionen (z. B. Na^{+}, Ca^{++}) des Kristallgitters im Gestein an (Hydratation) und lösen diese aus dem Verband heraus. Dies führt einerseits zur allmählichen Auflösung von Gesteinen andererseits zur Anreicherung von im Bodenwasser gelöstem Kalziumhydrogenkarbonat als unlösliches Kalziumkarbonat nach Verdunstung des Wassers (vgl. Kap. Krustenbildung/Versalzung). Die sehr geringe oder fehlende Auswaschung der Erdalkali- und Alkaliio-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

nen führt zu neutraler bis alkalischer Reaktion, also zu Böden mit einem pH-Wert >7 (GANSSEN 1968).

Der Tonmineralanteil, Humusgehalt und die Profildifferenzierung sind entsprechend ihrer Bindung an chemische und biologische Verwitterung und Zersetzung des organischen Materials in Böden feuchterer Gebiete wesentlich höher bzw. besser ausgeprägt. So beläuft sich der Humusgehalt der mediterranen Roterden Jordaniens auf 1-2 %. Diese Werte sind durch die hohe Sommertrockenheit schon sehr niedrig, sie sinken aber in den Wüstenböden sogar noch unter 0,5 % (BENDER 1968).

Infolge fehlender Auswaschung ist der anorganisch bereit gestellte Nährstoffgehalt in Böden arider Gebiete zwar hoch; weitgehend fehlen jedoch N und P, die im Boden fast nur in organischer Bindung vorliegen. Die oftmals alkalische Bodenreaktion verhindert zudem durch Fixierung der austauschbaren H^+-Ionen die Aufnahme der Nährstoffe in die Pflanze (GANSSEN 1968). Typisch für die Böden warmer Trockengebiete sind vielfach noch unzersetzte Mineralanteile oder erste Umformungsprodukte zu sekundären Mineralen wie Kalziumkarbonat und Natriumkarbonat, welche für den vorherrschenden Prozess der Karbonatisierung des Bodenprofils von großer Bedeutung sind.

Die Endprodukte der Bodenbildung in ariden Gebieten stellen somit oft keine Böden im eigentlichen Sinn dar sondern lediglich **bodenähnliche Bildungen** mit grober, skelettreicher Textur (ABU SAFAT 1986/87).

Versalzung, Krustenbildungen

Definitionsgemäß sind die Niederschlagsmengen in semiariden und ariden Gebieten gering und die potenzielle Evaporation übertrifft die Niederschlagsmenge bei weitem. Starkregen treten nur episodisch auf und dann so heftig, dass sie meist oberflächlich abfließen und nicht oder nur bis zu einer geringen Tiefe in die nach sommerlicher Trockenheit verfestigte Oberfläche eindringen können. Die Versickerung der geringen Regenmengen im Schuttmantel der Gebirge und der fehlende Abfluss behindern die Bodenbildung in Depressionen und am Hangfuß zusätzlich durch Feuchtigkeitsentzug. Dadurch kommt es im Bodenprofil nicht zur Auswaschung der Erdalkali- und Alkaliionen wie im humiden Klima, sondern zu hochkonzentrierten Bodenlösungen, wodurch sich überwiegend einwertige Ionen, wie Na^+, an die reaktionsfähigen Bodenteile anlagern und zweiwertige Ionen (z. B. Ca^{++}) zum Teil daraus verdrängen. Die Bildung von vor allem Na-haltigen Böden ist für aride Gebiete eine chemische Folgerung des trockenen Bodenklimas. Entsprechend der Durchdringungstiefe des Regenwassers kommt es zur Anreicherung der Bodenlösung als Kalk-, Gips- oder Salzhorizont (DAN 1988). Leicht lösliche Salze, wie Na-, K-, Mg- und Ca-Chloride, Sulfate und Na- oder Ca-Carbonate werden mit dem kapillar

Abb. 3: Schuttlager am Hangfuß sind ein Anfangsstadium der physikalischen Verwitterung (südjordanische Sandsteinwüste des Wadi Rum).

Abb. 4: Rasch erfolgt die Verwitterung der weichen Mergelkalke südlich des Toten Meeres, Ablagerungen des pleistozänen Lisan Sees. Mächtige Erosionskegel umhüllen den Hangfuß.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

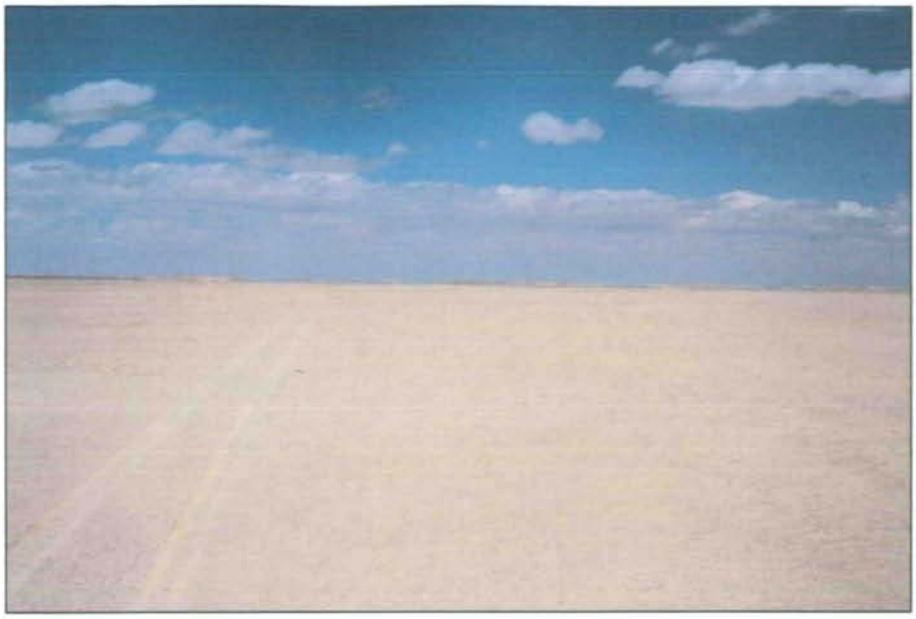


Abb. 5: Blick in die riesige, völlig vegetationsfreie, ausgetrocknete zentrale Fläche des Qa'a von Azraq im Herbst.

aufsteigenden Grundwasserstrom im Oberboden von abflusslosen Depressionen als Salzhorizont angereichert bzw. treten unter extremen Verhältnissen an der Oberfläche als dicke Salzkrusten auf, wie auf den extremen Salzböden südlich des Toten Meeres oder nach Verdunstung des zusammenströmenden Niederschlagswassers, wie z. B. in der Regenpfanne Qa'a el Azraq (Abb. 5) (vgl. Kap. Hydrogeologie/Mineralquellen und Kap. Zonale Böden).

Ein Charakteristikum vieler Bodentypen des semiariden und ariden wechselfeuchten Klimabereiches mit langen Trockenzeiten und aus Sicht der Bodenbewirtschaftung wichtiger Faktor ist die Bildung von **Kalkkrusten** (STRAUB 1988). Die mangelnde Bodendurchfeuchtung verursacht auch eine hohe Konzentration kapillar aufsteigender Bodenlösungen, wodurch nach Verdunstung des Bodenwassers Kalkkrusten entstehen. Sie beeinflussen die Bodenentwicklung entscheidend und schaffen den **Krustenboden** als einen eigenen Bodentypus. Die häufigsten Ausgangsprodukte der Verkrustung sind Kalziumhydrogenkarbonat ($Ca(HCO_3)_2$) und Kalziumkarbonat ($CaCO_3$), weshalb der Vorgang ihrer Anreicherung im Oberboden als **Karbonatisierung** bezeichnet wird (GANSSEN 1968). Bei steigender Aridität werden auch leichter lösliche Karbonate wie Soda (Na_2CO_3), unter noch extremeren Bedingungen sogar Chloride wie Kochsalz (NaCl) und Sulfate wie Gips (Ca_2SO_4) angehäuft. Maßgeblich ist bei diesen Prozessen nicht nur die Höhe des jährlichen Niederschlages, sondern auch der jahreszeitliche Abschnitt (DAN 1973). Treten die Niederschläge in einer kühleren Jahreszeit mit niederer Evaporationsrate auf, so können auch geringe Niederschlagsmengen akkumulieren und zur Auswaschung beitragen (ZOHARY 1962). Die Dicke dieser Krustenschicht reicht von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern, wie ein Beispiel aus dem Libanon belegt (FISHER 1978). Vor allem entlang von Trockenflüssen kann sich eine Zone aus harten Kalkkrusten und kalkverbackenen Konglomeraten bilden, welche den Boden oft völlig verdrängt (Abb. 7). Die landwirtschaftliche Nutzung solcher Böden ist wegen ihrer Seichtgründigkeit oberhalb der Krustendecke nur sehr eingeschränkt möglich und gestattet gerade noch den Anbau von Getreide. Nach dem sehr aufwändigen manuellem Durchbruch der Schicht (welcher individuell für jeden einzelnen Baum erfolgen muss) kann eine Anbindung an das Grundwasser für Bäume hergestellt werden, weshalb solche Böden dann auch einige wenige Fruchtbäume für den Eigenbedarf tragen (FISHER 1978).

Hartrindenbildung, sogenannter **„Wüstenlack"**, eine spezifische Form der Felsoberflächenbildung, tritt besonders im Übergangsgebiet zwischen aridem und semiaridem Klima auf, ist aber auch aus dem tropischen und Hochgebirgsbereich bekannt. Es handelt sich um sehr dünne, speckig glänzende, meist rötliche oder graphitfärbige mehrschichtige Überzüge auf Gesteinsoberflächen (vgl. Kap. Geologie). Sie setzen sich aus einem hohen Anteil der Tonminerale Illit und Montmorillonit (bis 70 %) zusammen, in deren Rindenschicht Karbonate und Quarze, sowie Eisen und Mangan als Hydroxyde und Oxyde eingelagert sind. Die dunklen Ausbildungen des Wüstenlacks enthalten etwa 20 % des Manganminerals Birnessit, die rötlichen Formen hingegen 10 % Eisenoxyd in Form von Hämatit und nur geringe Anteile von Mangan. Für die Entstehung des Wüstenlackes gibt es widersprüchliche Erklärungsmodelle, die sich entweder auf die physikalisch-chemische Fixierung der metallischen Anteile durch Lösungsvorgänge im Gestein und nachfolgende oberflächliche Ausfällungsprozesse, oder vorwiegend eher auf eine mikroorganische

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Fixierung konzentrieren. Letztere wird hauptsächlich durch verschiedene, wüstenlackproduzierende Bakterien, wie *Metallogenium* oder *Pedomicrobium*, unter Anwesenheit des Haupttonminerals Montmorillonit ausgelöst. Die Bildung der Wüstenlacküberzüge erfolgt äußerst langsam und benötigt wohl bis zu einigen tausend Jahren (THOMAS 1989, ARMSTRONG 2003).

Vertisoldynamik

Vertisole sind Böden mit einem Tonanteil von 30-80 % bis in mindestens einen Meter Profiltiefe. Die stark quellfähigen Tonminerale bestehen bei kalkigem Ausgangsgestein vor allem aus Montmorillonit und aus Smektit, wenn das Ausgangsgestein basaltisch ist (DAN 1973, TAIMEH & KHREISHAT 1988), jedoch kommen auch pleistozäne lehmige Seeböden und vulkanische Aschen als Grundmaterial in Frage. Diese Böden treten nur in Gebieten mit einer deutlichen Trockenzeit von 4-8 Monaten, allerdings nicht unter einer Niederschlagsmenge von 250 mm/Jahr auf. Ihre Dynamik ist wegen des hohen Tonanteiles von Quellungs- und Schrumpfungsvorgängen geprägt (vgl. Kap. Zonale Böden). Starke Quelldruck-Bewegungen (**Hydroturbation**) während der feuchten Jahreszeit und Schrumpfrisse von 50-250 cm Tiefe und über 1 cm Breite während der heißen Jahreszeit bewirken beträchtliche Volumsveränderungen. In diese Risse wird nun Material von der Oberfläche eingetragen, wodurch zwar eine ständige Akkumulierung und bei Durchfeuchtung durch Druckentwicklung eine Durchmischung (GANSSEN 1968), jedoch nur eine geringe Profildifferenzierung erfolgt. Diese Bewegungen des Oberbodens erzeugen oft ein regelmäßiges Netz von kleinen Senken und Erhebungen, welches als „**Gilgairelief**" bekannt ist (TAIMEH & KHREISHAT 1988, SCHACHTSCHNABEL et al. 1992). Bei Durchfeuchtung des Bodens entstehen durch Quellung auch hohe Spannungen im Unterboden, die sich in charakteristischen Scherflächen an Bodenaggregaten, so genannten „slickensides" äußern.

Verlagerungsvorgänge

Verfrachtungs-Bodenerosion durch episodische Starkregen und Windverfrachtung spielt in ariden Gebieten aufgrund der spär-

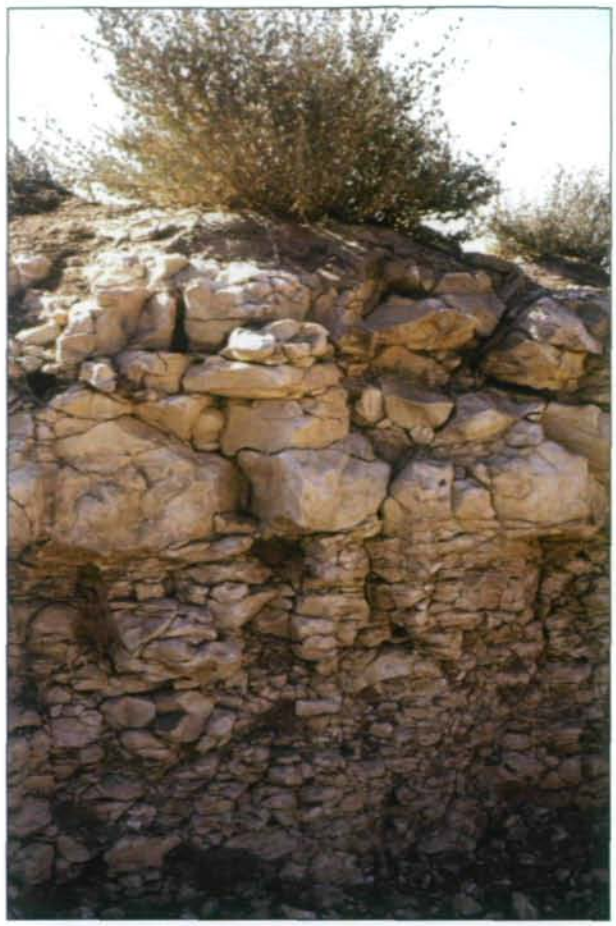


Abb. 6: Durch den fortschreitenden Prozess der Karbonatisierung wird der Bodenanteil durch kapillar aufsteigendes Wasser allmählich von massiven Kalkausfällungen ersetzt (Wadi el Hesa).

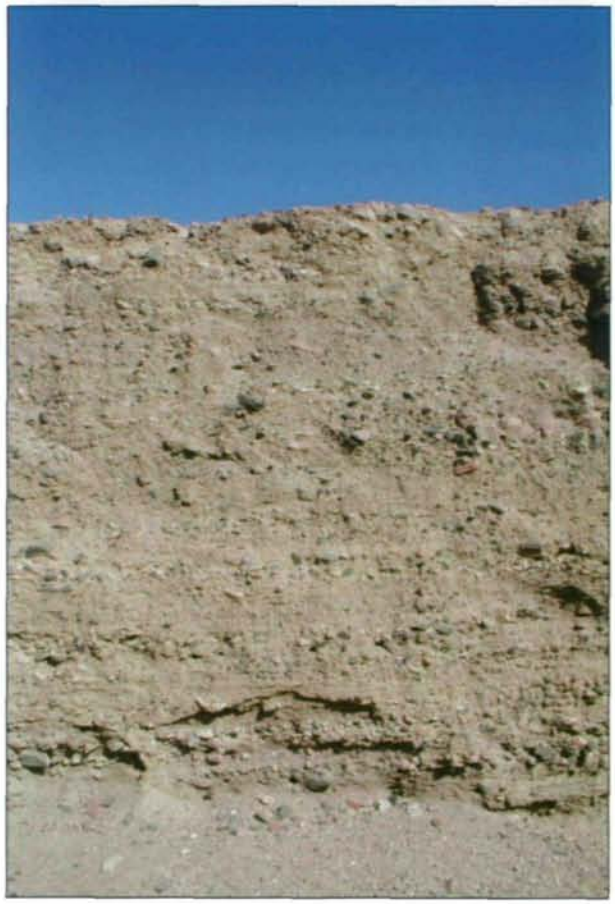


Abb. 7: Schutt-, Geröll- und sandige Sedimente bilden in mehrfacher Überlagerung die alluvialen Horizonte des Wadi Titin (südlich Wadi Rum).

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

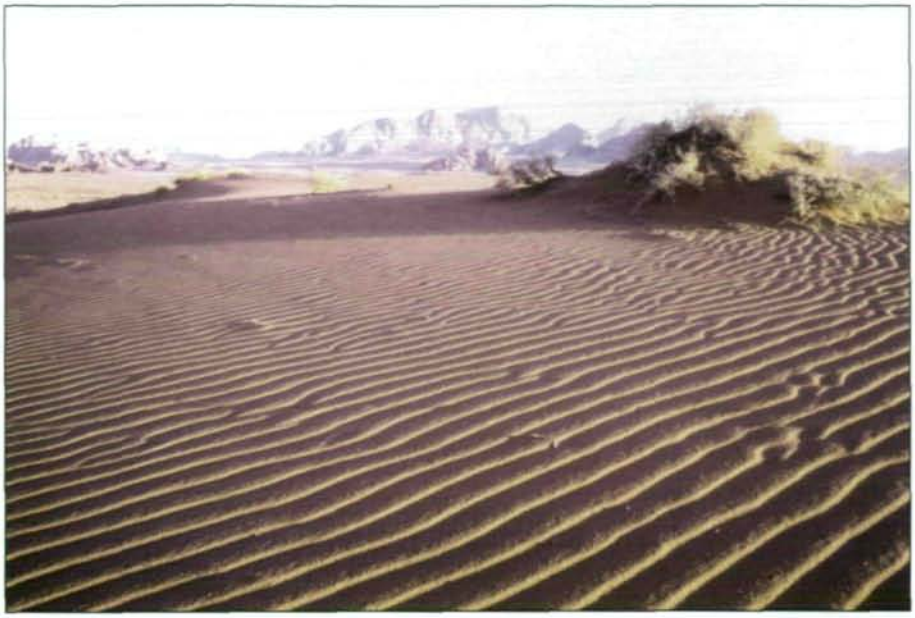


Abb. 8: Die an Eisenoxiden reichen, rotbraunen Dünen des südlichen Wadi Rum sind durch Verwitterung vorwiegend paläozoischer Sandsteine entstanden.

lichen, meistens stark degradierten oder gänzlich fehlenden, den Boden festigenden Vegetationsdecke eine große Rolle. Andererseits sind aber auch Akkumulationen feinkörniger Sedimente nicht örtlicher (allochthoner) Herkunft für die Förderung einer Bodenentwicklung von erheblicher Bedeutung, wie etwa bei der Bildung von äolisch stark geprägten Steppenböden (ALLISON et al. 1998).

Die Mehrzahl der winterlichen Niederschläge kann nach monatelanger Trockenheit in den stark verhärteten Boden nicht eindringen und fließt oberflächlich nutzlos ab. Die bei Regen in Trockenflüssen mitgeführte Sedimentfracht wird dabei nach Größe sortiert unterschiedlich weit transportiert. Bei Starkregen-Ereignissen mit starker Erosionswirkung können selbst große Blöcke von Steilhängen abgespült werden. Diese und Grobmaterial geringerer Dimensionen akkumuliert in Tallagen, wo sich die Strömungsgeschwindigkeit bereits verringert hat (Abb. 7). Geröll, Steine und Grobsand wandern weiter in das Flachland, wo sie als Sedimentpflaster („pavement") oft mächtige Schichten bilden, wie etwa die mehrhunderte Meter dicke alluviale Geröllauflage des Wadi Araba oder die großflächigen Schotterfächer an den Mündungen der großen Wadis el-Hesa, Mujib und anderer Durchbruchstäler zur Grabendepression (DAN 1988).

Tonige Feinsedimente werden hingegen meist über weite Strecken transportiert und bilden oft in abflusslosen Regenpfannen weitflächige Akkumulationshorizonte, wie das für die Senken von Al Azraq und Al Jafr zutrifft (Abb. 6). Hier kann unter dem Einfluss eingeschwemmter Salze als Sonderform grauer Wüstenböden eine **Salzstaubyerma** entstehen. Die Oberfläche solcher Regenpfannen ist durch die Dynamik der Tone, welche durch Anlagerung von Salzen aus der Lösungsfracht noch verstärkt wird, bei Austrocknung durch charakteristische Trockenrisse gekennzeichnet, die Tiefen von 35 cm und Öffnungsbreiten bis zu 5 cm erreichen können (ABU-SAFAT 1986/87). Der bei Wiederbefeuchtung entstehende zähplastische Schlamm ist für Menschen und Tiere unpassierbar.

Ein besonderes Phänomen in Trockengebieten ist die **Solifluktion**, eine Verlagerung mächtiger Bodenkörper aus Hanglagen zum Hangfuß. Werden tiefe, tonreiche Böden an geneigten Flächen durch Überweidung ihrer Vegetation beraubt, so fehlt die festigende Kraft der Wurzelsysteme. Durch stärkere Niederschläge quellen die tonigen Anteile des Bodens stark auf und beginnen allmählich den Hang hinab zu „fließen" (Abb. 28). Dieses Bodenmaterial kann dann auch zur Vertisolbildung beitragen.

Äolische Verfrachtung von Feinmaterial (**Deflation**) und dessen Akkumulierung an Hindernissen bewirkt die Entstehung von Sanddünen, wie sie etwa in der südlichen Halbwüste des Wadi Rum und als ausgedehnte Dünenfelder im nördlichen Wadi

Abb. 9: Die Sanddünen des Wadi Araba sind durch Verwitterung heller Sandsteine der Oberkreide entstanden.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 10: Die Feuerstein-Hamada, eine verwitterte Hornsteinauflage mariner Herkunft, bedeckt weite Teile der nordöstlichen Wüste.

Araba auftreten. Die rotbraunen Rum-Sande sind schwerer und beinhalten auch Material des alten kristallinen arabischen Sockels, weshalb die Dünen meist nur wenige Meter Höhe erreichen (Abb. 8). Die Dünen des Wadi Araba bestehen aus dem weichen hellen „nubischen" Sandstein der Unterkreide, dessen Erosion und flächenhafte Akkumulation als weite Dünenlandschaft im Nordteil des Wadi Araba vorwiegend bereits während pleistozäner Feuchteperioden erfolgte (Abb. 9).

Die Bodenerosion durch Wind wirkt meist flächenhaft. Mit den staubförmigen Feinstteilen des Oberbodens werden bei Zerstörung der natürlichen Vegetationsdecke zugleich auch wertvolle Humusanteile in großem Umfang ausgeblasen. Die Deflationsrate kann besonders während der sommerlichen Trockenheit bei erhöhter Zerfallsgefährdung der Bodenaggregate stark ansteigen.

Der Abtransport leicht beweglicher Anteile der Bodenoberfläche führt gleichzeitig zu einer Anreicherung gröberer kiesiger und steiniger Rückstände. Es entstehen solcherart **Steinpflaster** und **Steindecken**, wie sie etwa für die Wüste der im Nordosten Jordaniens (flintstone desert und basaltische Harra) typisch sind (Abb. 10). Diese können die darunter liegenden Feinsedimente vor weiterer Erosion bewahren und eine allmähliche Bodenbildung anregen, sofern die Aridität nicht zu groß ist und so Anlass zur Bildung einer primitiven Vorstufe der Bodenbildung geben (DAN 1988).

Ständige Verjüngung des Profils durch Übersandungen oder Überlagerung mit fluviatilen Sedimenten einerseits, sowie Köpfung der Profile durch Erosion andererseits ist die Folge, sodass in den ariden Landestei-

Abb. 11: Die Höhenzüge um Ajlun tragen noch immer große, weitgehend naturnahe autochthone Eichenstände (*Quercus calliprinos*).

Abb. 12: Aufforstungen mit anspruchslosen Baumarten unterschiedlichster Herkunft (*Pinus halepensis* großflächig, dazwischen *Cupressus horizontalis* ssp., *Pyramidalis* und *Acacia* sp.) sollen die weitere Erosion bremsen. Bis sich hier erneut eine Humusdecke bilden wird, können 100 Jahre vergehen.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 13: Während der langen Siedlungsgeschichte des Jordantales hat der Kahlschlag der einstmals flächendeckenden Wälder weite Hügellandschaften in Felswüsten umgewandelt (Hinterland von Pella).

len ein Reifezustand der Böden und eine Differenzierung in Horizonte kaum je erreicht werden kann (GANNSEN 1968).

Erosionsprozesse unterschiedlichster Ursachen spielen eine wesentliche Rolle bei der Umgestaltung des Bodencharakters, bei der Verarmung der biologischen Vorgänge und Lebensgemeinschaften bis hin zur völligen Zerstörung der Bodenauflage. Ihre negativen Wirkungen steigen mit dem Grad der Aridität. Der seit Jahrtausenden besiedelte und intensiv kultivierte Mediterranraum Jordaniens zeigt diese Tendenzen besonders eindrucksvoll. Bei stark erodierten Böden kann die ursprüngliche Bodentiefe und damit auch die autochthone Vegetation nicht mehr – oder nur in langen erdgeschichtlichen Zeiträumen – wiederhergestellt werden (ZOHARY 1973) (Abb. 11, 12). Selbst in diesem klimatisch begünstigten Gebiet können sich ehemals von Wäldern bedeckte Landschaften in vegetationslose Steinwüsten verwandeln (Abb. 13) und der **Desertifikation** wird so massiver Vorschub geleistet. Noch gefährdeter sind die Böden der Wüsten- und Halbwüstengebiete, wo jegliche mechanische Störungen, wie landwirtschaftliche Übernutzung ungeeigneter Böden (Abb. 14, 15), Überweidung (Abb. 16) und selbst die Entfernung der die Feinsedimente schützenden Steindecke in Hamadas noch rascher zu unkontrollierbaren, irreversiblen Schädigungen führen muss. Insbesondere in Hanglagen wirken sich Fraß- und Trittschäden fatal aus. Der moderne Nomadismus ermöglicht heute einen raschen Ortswechsel des Weideviehs mittels LKW-Transport, weshalb der Beweidungsdruck auf die Vegetation in kurzer Zeit sehr großflächig erfolgt. Derzeit werden in Jordanien etwa 4 Millionen Schafe und Ziegen gehalten. Unkontrolliert stellen sie den größten Desertifikationsfaktor dar. Ein Land mit 85 % Wüstenanteil kann solche Nutzviehzahlen

Abb. 14: Riesige Folientunnel-Plantagen in der Halbwüste westlich von Al Quwayra (50 km östlich Aqaba).

Abb. 15: Am Ende der Saison ist der Boden ausgelaugt, zurück bleiben Plastikreste, Bewässerungsschläuche und ein ökologisch zerstörtes, ersosionsgefährdetes Stück Landschaft.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

unter den genannten Umständen dauerhaft kaum verkraften. Nach der meist restlosen Zerstörung der Vegetation sind solche Böden auch dem Einfluss von Wasser schutzlos ausgeliefert und nicht selten werden daher etwa die Wüstenflächen der Badia im Nordosten Jordaniens um Azraq von schweren winterlichen Hochwässern heimgesucht. Die Entwicklung von Schutzkonzepten und deren praktische Umsetzung gegen die zunehmende Erosion muss daher in den traditionellen Nomadengebieten im Rahmen umfassender wirtschaftlicher und soziologischer Entwicklungsprogramme ein vorrangiges Ziel sein (ABU JABER et al. 1987, ALLISON et al. 1998).

Wie sehr sich die Vegetation selbst in ständig kahlgeweideten Halbwüsten erholen kann, zeigt das Beispiel des eingezäunten Shaumari Nature Reserve südlich von Azraq (Abb. 17).

Die Böden Jordaniens

Jordaniens landschaftsgeographische Anteile an unterschiedlichen Klimabereichen äußern sich auch in den Bodentypen und ihrer spezifischen Vegetation. Unter den Böden lassen sich solche mit zonalem und azonalem Charakter differenzieren, welche sich pedologisch und ökologisch deutlich von einander unterscheiden. Zur ersten Gruppe zählen die mediterranen Roterden – im weiteren Sinn auch als „Terra rossa-Böden" bezeichnet –, mediterrane Gelberden, gelbe Steppenböden und graue Wüstenböden, zur zweiten Gruppe die Rendzinen, Vertisole, Mergelböden, Solontschake und die alluvialen Bodengesellschaften des Jordantales (vgl. Abb. 18). Die Gliederung in zonale und azonale Böden erfolgt hier nach BENDER (1968) und nicht nach STRAUB (1988), der aus den zonalen Halbwüsten- und Wüstenböden (Xerosole, Yermosole) die Arenosole, Regosole, Lithosole und Rendzinen als azonal, Vertisole, Solontschake, Solonetze als intrazonal ausgliedert.

Die Diversität unterschiedlicher Bodentypen ist vor allem in den intensiv kultivierten Landesteilen auf engem Raum hoch, und kleinflächig mosaikartig ausgebildet, wie Abb. 19 deutlich belegt. Durch Übernutzung über lange Zeit wird der Boden erosionsanfällig. Daher können auch im mediterran beeinflussten Landesteil mit ausreichenden Niederschlägen wüstenhafte Landschaften mit völlig degradierten Steinböden auftreten, wie auf den östlichen Hängen des Jordantales, deren Verwendung als Ackerflächen kaum vorstellbar ist.

Abb. 20 verdeutlicht die Lage der Böden Jordaniens in den Bodengesellschaften des Mittleren Ostens. Die halbmondförmige, den niederschlagsreicheren Hängen der hohen Gebirgsketten folgende Anordnung der Bodengesellschaften spiegelt sich auch in allen anderen naturräumlichen Faktoren wieder (FREY & KÜRSCHNER 1989a). Die nachfolgend charakterisierten Böden sind

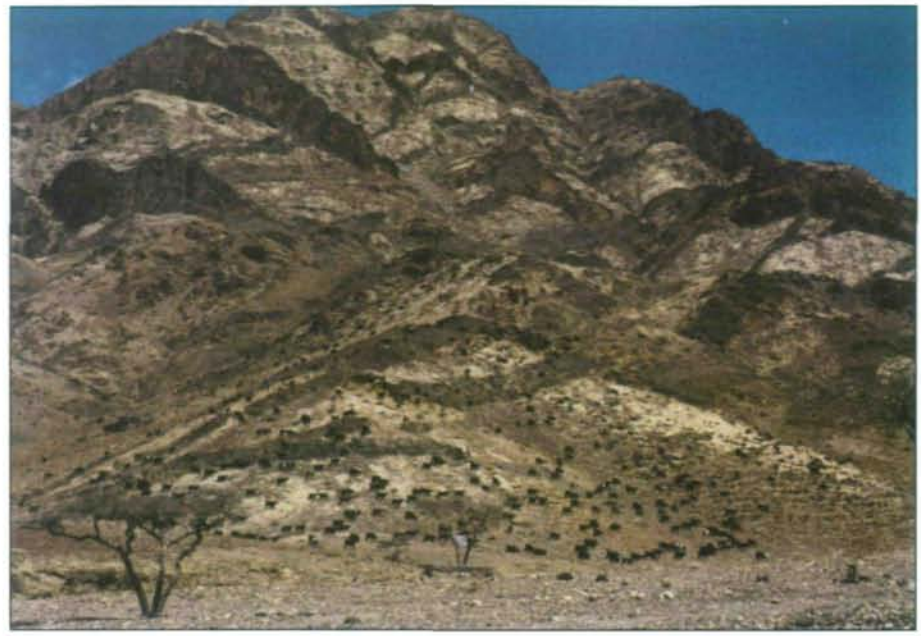


Abb. 16: Diese Herde aus schwarzen Beduinenziegen und Fettsteißschafen sorgt dafür, dass die dürftige Vegetation der Hamada (20 km östlich Aqaba) bis auf den Grund abgefressen wird.

Abb. 17: Durch Abzäunung konnte sich die Steppenvegetation innerhalb des Shaumari-Naturschutzgebietes (südlich Azraq) völlig erholen, während die Landschaft außerhalb durch ständige Beweidung den Charakter einer Vollwüste hat. Dichte Vegetation aus Chenopodiaceen-Sträuchern, z. B. *Atriplex halimus* und *Salsola vermiculata*.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

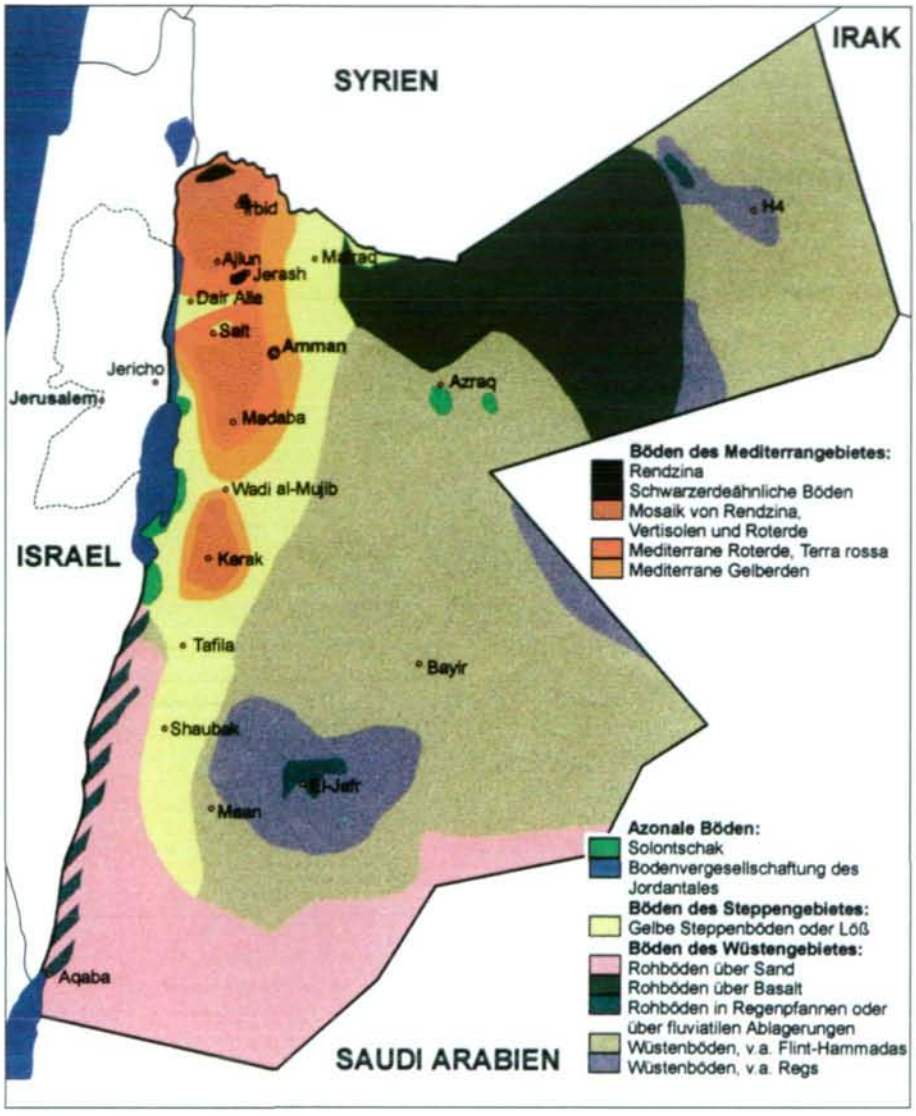


Abb. 18: Verteilung der Bodentypen Jordaniens.

lediglich als Haupttypen zu verstehen, welche – in Abhängigkeit von regionalen Gegebenheiten – auch variieren können und dann eine abgeänderte Entwicklung (Pedogenese) durchmachen und einen anderen Charakter aufweisen. Gerade in der semiariden Übergangszone haben sich zahlreiche abweichende Profilformen entwickelt, deren überregionale Vergleichbarkeit nur durch die Normierungs-Regelung nach FAO-UNESCO (1974) möglich ist. Für Israel hat DAN (1988) etwa 39 Hauptbodentypen beschrieben, welche sich vermutlich weitgehend mit jenen Jordaniens decken, doch existiert hier derzeit noch keine landesweite, detaillierte Bodeninventur.

Über die komplexe Vielfalt regionaler Bodentypen und ihrer Standortvarianten in Israel informiert DAN (1988) sehr eingehend. Aufgrund vergleichbarer geologischer und klimatischer Verhältnisse treffen viele der pedologischen Befunde wohl auch für große Bereiche der jordanischen Böden zu, jedoch fehlen – wie bereits festgestellt – hierzu noch eingehende Untersuchungen.

Lediglich die im Rahmen des „Badia Research and Development Programme" in der nordöstlichen jordanischen Wüste durchgeführte Faktorenanalyse (DUTTON et al. 1998) befasste sich auch eingehend mit den Böden dieses, durch eine großflächige Basalt-Hamada geprägten Landesteiles. Dabei zeigte sich auch deren hohe Variabilität, die nicht nur auf der Herkunft unterschiedlicher Ausgangsgesteine beruht, sondern auch durch zahlreiche, wiederholte Prozesse von Erosion und Deposition bestimmt wird. Tief- und flachgründige Trockenböden ohne ausgeprägte Horizontgliederung (Entisols) auf Hängen und Terrassen wechseln mit besonders seichten Rohböden über verwitterten Felsen oder Kalkschottern (Camborthids), tiefen Tonböden in Depressionen, gut strukturierten Terra rossa-Böden über älteren pleiostozänen Basaltdecken (Xerocrepts) oder mit schwach entwickelten, jungen basaltischen Lithosolen (Lithic Xerothents) und anderen, oft angereichert mit Gipsaggregaten (Gypsiorthids) oder Karbonatisierungszonen (Calciorthids). Diese große Variabilität erschwert die taxonomische Zuordnung der Böden selbst in ariden Gebieten mit geringer pedologischer Dynamik ungemein (ALLISON et al. 1998).

Problematisch ist die Bewirtschaftung dieser Böden, die bei entsprechender Bewässerung durchaus noch geringe Erträge liefern würden, wenn die basaltische Trümmerdecke entfernt wird. Im ebenen, stark windexponierten Gelände werden die Feinanteile des Bodens sehr rasch ausgeblasen.

Zonale Böden

Mediterrane Böden

Mediterrane Roterden (Terra rossas, Chromic Luvisols)

unterscheiden sich von den „Terra rossa"-Bodentypen des westlichen Mittelmeergebietes durch ihren höheren Karbonatgehalt (ph 7,0-8,0, FISHER 1978), der auf die eingeschränkte Auswaschung durch die ge-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

nerell geringeren Niederschlagsmengen in der Ostmediterraneis zurückzuführen ist. Andererseits kann das hohe Alter dieser Böden im niederschlagsreicheren Norden oder in höheren Lagen auch zu ihrer Entkalkung führen (DAN 1988). Ihre Bildung erfolgt üblicherweise auf hartem Karbonatgestein wie Kreidekalk und Dolomit, aber auch unter Beteiligung von Löss oder sekundär gebildeten Kalkkrusten und sogar von Sandstein und Basalt in einem Niederschlagsbereich zwischen 300 und 600 mm/Jahr. Wichtige Grundfaktoren für die Entstehungsgeschichte dieses Bodentyps sind regelmäßige Wechsel zwischen langen Trockenphasen bei hohen Temperaturen und intensiver Durchfeuchtung. Sie fördern zugleich die **Rubefizierung** als wichtigen bodenbildenden Prozess, welcher zu einer Zerstörung silikatischer Mineralanteile, aber Anreicherung von Eisen- und Aluminiumoxiden führt. Durch Alterungsvorgänge entsteht dabei vor allem Hämatit, welcher die rötliche Farbe erzeugt (GANSSEN 1968) (Abb. 21). Über Sandstein entwickelt sich ein leichterer Roterde-Typus mit geringerem Tongehalt und daher stärkerer Austrocknung. Über weicheren, jüngeren Gesteinen, wie Kalkmergel und Kreide, wird die Terra rossa oft von Rendzinen abgelöst (ZOHARY 1962, THE GENERAL CORP. 1998). Dementsprechend finden sie sich in zusammenhängenden Flächen in Nordjordanien im Irbid-Ramtha-Becken (siehe Abb. 19) und entlang der östlichen Jordan-Wadi Araba Grabenrandwölbung von Ajlun über Madaba, Kerak bis Shobak, vorwiegend also in höherer Lage (vgl. Abb. 18).

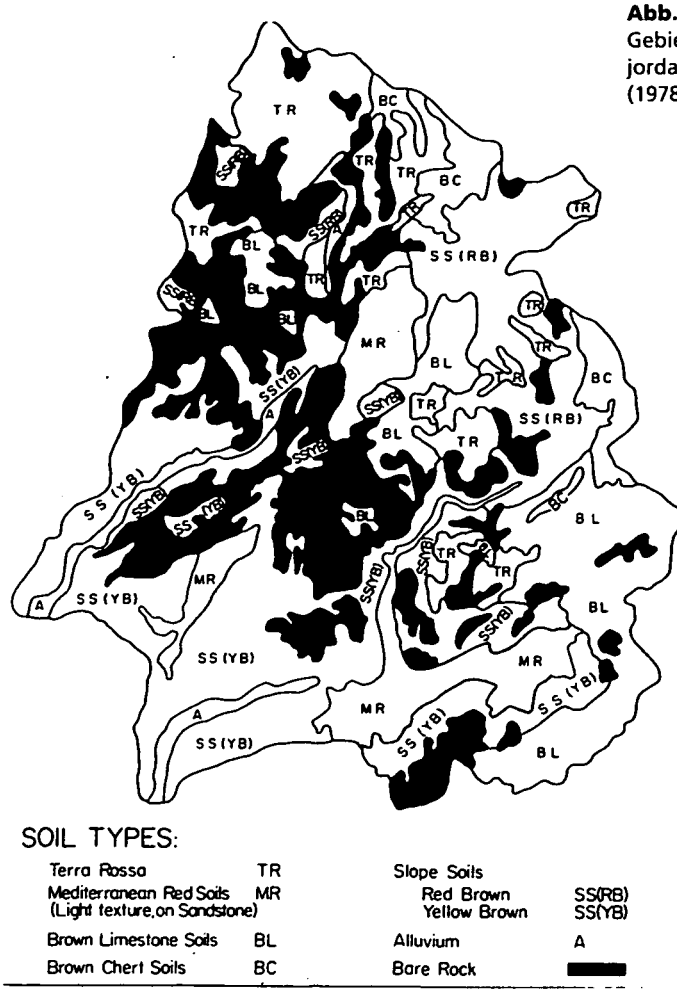


Abb. 19: Bodentypen im Gebiet von Irbid (Nordwestjordanien) nach FISHER (1978).

Durch Degradierung der Vegetationsdecke sind die meisten Roterden Jordaniens

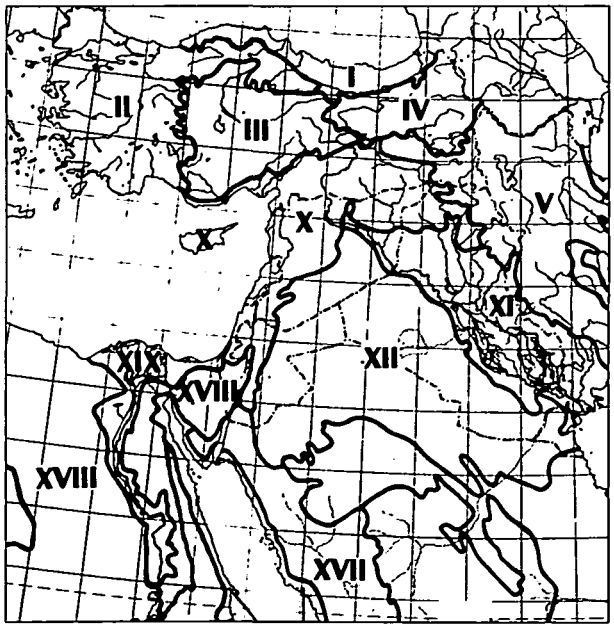


Abb. 20: Bodenregionen des Vorderen Orients (nach STRAUB 1988).
Die in der Legende mit X bezeichneten Bodengesellschaften bestehen im wesentlichen aus mediterranen Roterden (Terra rossa, Luvisole), Halbwüstenböden (Xerosole) mit oft deutlich ausgeprägten Kalkkrusten und Vertisolen. Die mit XII bezeichneten Gesellschaften umfassen v. a. steinige Wüstenböden (Yermosole, Hamadas) mit Kalkkrusten und auch sandige Böden (Arenosole, Regosole). Aridität, Vegetationsarmut und geringe Reliefenergie auf jungmesozoischen bzw. tertiären Sedimentgesteinen kennzeichnen diese Regionen.
Die mit XVI bezeichneten Gesellschaften erreichen Jordanien nur im Wadi Araba-Jordan Graben und sind dort besonders durch Alluvialböden (Fluvisole), Wüstenböden (Yermosole) und Solontschake auf quartären alluvialen Sedimenten vertreten.
Die mit XVII bezeichneten Gesellschaften werden dominant von Gesteinsschutt der anstehenden präkambrischen Granite und Metamorphite und darauf durch extreme Aridität und Vegetationsarmut schwach ausgebildeten Böden (Lithosole) eingenommen, die von Wüstenböden, sandigen Böden (Arenosolen) und Alluvialböden (Fluvisolen) sporadisch durchsetzt sind.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

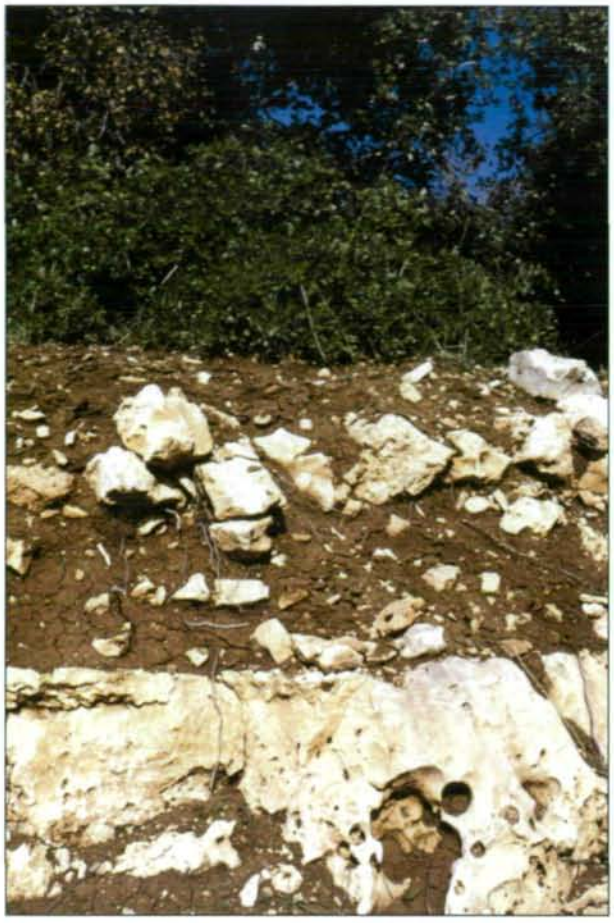


Abb. 21: Profil eines Terra rossa-Bodens in Nordwestjordanien. Die Bodenkrume ist nur geringmächtig über dem Karbonatgestein ausgebildet.

flachgründig und von Steinblöcken durchsetzt, in Depressionen können aber Böden mit tieferen Profilen entstehen (DAN 1988). In der Regel ist in Roterde-Böden ein A-B-C-Profil mit geringem Humusgehalt von 1-2 % entwickelt. Im trockenen Zustand ist der Boden von tiefen, breiten Rissen durchzogen und steinhart. Bei starker Durchnässung wird das Bodengefüge durch den 50-70 % Gehalt an Tonaggregaten sehr porenarm und durch einen oberflächlichen Tonfilm versiegelt. In diesem Zustand speichert der Boden die Feuchtigkeit über lange Zeit (FISHER 1978). Der A-Horizont nimmt durch Fe- oder Fe-Mn-Oxid eine rötlichbraune Farbe an, die Bodenaggregate des B-Horizontes haben Prismen- oder Säulenstruktur und nicht selten weist der Übergang zum C-Horizont Kalkkrusten durch Karbonat-Verlagerung auf. Da der B-Horizont oft fehlt oder undeutlich entwickelt ist, kann die Terra rossa des Nahen Ostens auch als A-C Boden bezeichnet werden (ZOHARY 1973, DAN 1988).

Mediterrane Roterden bieten in flachen Lagen trotz schwerer Bearbeitbarkeit aufgrund ihrer wasserspeichernden Eigenschaften und ihres Mineralgehaltes bei sorgfältiger Drainage gute Standorte für Getreide, Tomaten, Melonen und Tabak. In Berglagen sind sie für den Anbau von Wein, Oliven, Kern- und Steinobst, sowie zur forstlichen Nutzung mit Eichen und *Pinus*-Arten geeignet (BENDER 1968, FISHER 1978) (Abb. 22).

Mediterrane Gelberden (Haplic Xerosols, Luvic Xerosols)

bilden im wesentlichen den Übergang von den Mediterranen Roterden zu den Gelben Steppenböden und unterscheiden sich von letztgenannten nur durch einen besser ausgeprägten bzw. noch vorhandenen B-Horizont und härtere Konsistenz der Bodenaggregate, welche im A-Horizont krümelig bis klumpig, im bis zu 50 cm tiefen B-Horizont feinkörnig, jedoch unregelmäßig bröckelig oder prismatisch sind und aus verhärtetem Lehm bestehen (DAN 1988). Typisch ist der hohe Kalkgehalt, der sich in einem Anreicherungshorizont äußert. Das Ausgangsmaterial bilden Karbonate, Basalte und Gesteine mit Lösscharakter. Die Textur wechselt daher auch zwischen lehmig bis sandig-lehmig. Die gelbe Bodenfarbe ist auf den geringeren Gehalt an Eisenoxid, aber höheren Aluminiumanteil zurückzuführen (SCHROEDER 1978). Diese Böden sind an den Bereich des kühleren semiariden Klimas mit Niederschlagshöhen zwischen 250-350 mm gebunden und finden sich in Jordanien daher als schmaler Saum entlang des Grabenrandgebirges und als südliche Fortsetzung der mediterranen Roterden zwischen Shobak und Ras en Naqb.

Dieser Bodentypus lässt sich agrarwirtschaftlich zur Getreideproduktion im Trockenfeldbau und für den Weidebetrieb nutzen, selbst intensiverer Ackerbau wäre bei ausreichender Bewässerung möglich (BENDER 1968).

Böden der semiariden Steppenzone

Gelbe Steppenböden (Calcaric Fluvisols, Calcic Xerosols, Luvic Xerosols, Luvic Yermosols)

Als Mitglied der in Trockengebieten über riesige Flächen weit verbreiteten Grup-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

pe der Seroseme (Sieroseme) vermittelt dieser Bodentyp bei jährlichen Niederschlagsummen zwischen 125-250 mm bereits den für die Bodenbildung im ariden Klima verstärkten Anteil physikalischer Verwitterung (GANSSEN 1968).

Ausgangsmaterial sind vor allem Löss und Sande, seltener weiche Karbonatgesteine, Basalte und am Ostrand des Wadi Araba auch Sandsteine. Vor allem Löss konnte sich als pleistozänes äolisches Sediment besonders gut in der früher grasreichen Steppe

Abb. 22: Olivenkultur auf Terra rossa-Boden im Bergland von Ajlun.

Abb. 23: Mergelkalkboden in der semiariden Wermuthsteppe bei Ash Shawbak. Die helle Farbe des reich von Gesteinsscherben durchsetzen Oberbodens weist auf den geringen Humusgehalt hin.

ablagern und charakterisiert als typisches Verbreitungsgebiet lössreicher Böden einen Gürtel zwischen semi-arider Steppe und Wüste (DAN 1973, ZOHARY 1973) (Abb. 23). In Jordanien schließen sie an den schmalen Gürtel der Mediterranen Gelberden an, der sich beiderseits des Jordan-Wadi Araba Grabens und über die Ostabdachung des Berglandes östlich des Wadi-Araba-Jordan Grabens bis etwa zur Steilstufe von Ras en Naqb auf ähnlichen Ausgangsmaterialien erstreckt (vgl. Abb. 18). Sie treten hier in einer alluvialen Varietät auf, welche DAN (1988) als „Calcaric Fluvisols" bezeichnet.

Auf Wadischottern und auf anstehendem Gestein sind diese Bodentypen mit Rohböden vergesellschaftet, auf Löss sind sie meist tiefgründiger ausgebildet (BENDER 1968).

Der gelblichbraune, oft nur schwach entwickelte A-Horizont geht undeutlich in einen nicht immer ausgeprägten B-Horizont bzw. in den C-Horizont (über Schotter) über, der in verschiedenen Tiefen zwischen 30-50 cm durch Kalkkonkretionen verfestigt wird und verhärtete Lehmknötchen aufweist. Unter arideren Bedingungen sind in

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 24: Getreidefelder überziehen ein flaches Kalkplateau im semiariden Klimaraum nordwestlich von Mafraq.

tieferen Schichten höhere Salzanteile feststellbar (DAN 1988).

Diese Böden sind vorwiegend durch eine semisegetale Vegetationsgesellschaft mit *Anabasis syriaca* und *Hammada scoparia* gekennzeichnet. Bei hohem Lössanteil bieten sie aufgrund des besseren Wasserhaltevermögens und ihrer Tiefgründigkeit durchaus gute Bedingungen für im Regenfeldbausystem angebaute Getreidesorten, vorwiegend Gerste (BENDER 1968, ZOHARY 1973) (Abb. 24).

Wüstenböden (Arenosols, Lithosols, Regosols, Yermosols)

Mehr als die Hälfte der Landesfläche Jordaniens verzeichnet Niederschlagsmengen zwischen 50 und 150 mm. Unter solchen Bedingungen können sich nur mehr Rohböden (Yermas) der Halbwüsten und Wüsten mit vorwiegend physikalischer und stark reduzierter chemischer Verwitterung entwickeln (vgl. Abb. 18). Einen pedogenetisch wichtigen Faktor stellt der stark austrocknende und damit die Erosion des oft kahlen Bodens fördernde Wind dar. Von einem echten Boden kann aufgrund der fehlenden Profildifferenzierung infolge ständiger Verjüngung bei Sedimentüberschichtungen kaum gesprochen werden Die biologische Aktivität solcher flachgründigen Böden mit maximal nur 0,5 % Humusgehalt ist daher sehr gering.

Azonale (Salz-)Böden treten hier besonders in Regenpfannen auf, selten ist durch Sandeinwehungen etwas tieferes Material vorhanden. Fossile Böden ohne weitere gegenwärtige Entwicklung neigen zur Vererdung und Verstaubung. Als typische Rohböden arider Gebiete entstehen **Regosole** als A-C Böden über quartären Lockersedimenten junger vulkanischer Aschen und anderem, stark von Erosion und Umlagerung betroffenen Untergrund (DAN 1988) (vgl. Abb. 7).

Das anstehende Gestein prägt in Wüstenklimaten die Eigenschaften des Bodens entscheidend mit. So kann durch die absteigende Wasserhaltekapazität von Löss-Sand-Kalk- oder Hornsteinschutt im gleichen Niederschlagsbereich auf den unterschiedlichen Substraten eine sowohl durch Dichte als auch Zusammensetzung unterschiedliche Vegetation auftreten. Obwohl also die Wüstenböden nicht völlig vegetationslos sondern nur vegetationsarm sind, ermöglichen sie infolge ihrer Erosionsanfälligkeit keine oder nur eine spärliche Weidenutzung (BENDER 1968). Eingehalten wird diese Beschränkung freilich nicht (ALLISON et al. 1998). Unterschiede im Relief haben hier große ökologische Bedeutung, da in Depressionen Wasser zusammenströmt und dadurch an der Bildung tiefgründigerer, salzreicher Böden beteiligt ist.

Die nachfolgend charakterisierten Varietäten von Wüstenböden unterscheiden sich nach dem geologischen Untergrund (ZOHARY 1973, DAN 1988). Ausgenommen sind lediglich Salzböden, die als azonale Bodentypen eingereiht werden.

Graue Wüstenböden (Basaltic Lithosols, Calcic Lithosols, Lithic Yermosols, Regosols)

sind seichte A-C Böden über verschiedenen Ausgangsmaterialien, wie hartem Basalt oder – ähnlich den Rendzinen in feuchteren Regionen – über weichen kalkigen Gesteinen der Oberkreide und des Tertiärs oder über fossilen Böden wie in Azraq (dort „Salzstaub-Yerma" genannt) (BENDER 1968, ZOHARY 1973). Eine Decke aus Gesteinsschutt, wie sie bei Hamadas ausgeprägt ist, fehlt hier. Infolge ihrer ausgeprägten Humusarmut sind sie hell, meist lehmig, außer

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

über Basalt sehr kalkhältig und in der Regel in tieferen Schichten auch ziemlich salzig (DAN 1988). In der östlichen Wüste Jordaniens sind diese Böden weit verbreitet. Regosole sind selbst im mediterran beeinflussten Klimaraum zu finden, wo sie mit seichten, kalkreichen Horizonten die steilen, erodierten Terrassen der Hänge zum Jordantal pedologisch charakterisieren.

Hamadas (Calcic Yermosols, Yermic Lithosols) und Regs (Ochric Solonchaks)

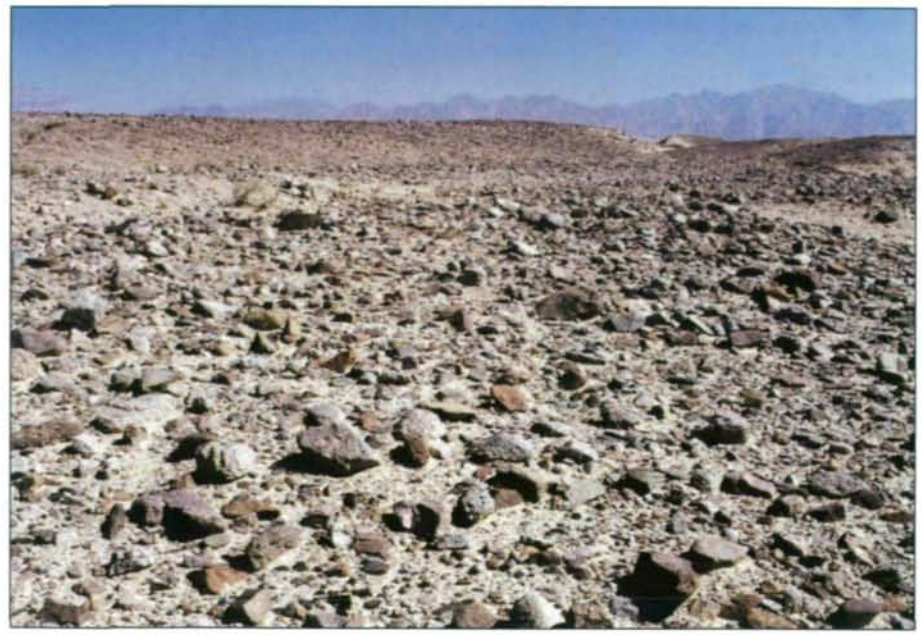
Der Begriff „**Hamada**" bedeutet auf arabisch Fels oder Stein und im übertragenen Sinn Steinwüste. Wissenschaftlich wird die Definition nicht immer einheitlich gebraucht. SCHIFFERS (1971) etwa versteht darunter die schuttbedeckten Hochflächen saharischer Plateaulandschaften. Nach GRÜNEBERG & DAJANI (1964) und ZOHARY (1973) bilden generell von Trümmern verschiedener Gesteine, wie Basalt, Kalk, Feuerstein und Granit überlagerte Bodenflächen („desert pavement") eine Hamada. Die feineren und weicheren Sedimente unterhalb der Schuttdecke können infolge der ariden Klimabedingungen lokal auch schwache bis starke saline Bedingungen zeigen. Hamadas entstehen fast ausschließlich durch physikalische Verwitterung in situ, wobei durch Ausblasung des Feinmaterials zwischen den Steinblöcken Zwischenräume entstehen, in denen das Regenwasser in geringem Umfang zurückgehalten wird. Die Gesteinsdecke der Hamada bildet also eine schützende, primitive „Bodenkruste" über bodenähnlichen Sedimenten (GANSSEN 1968).

Aus großflächig zusammengeschwemmtem Geröll und Kies entsteht die Geröll/Kieswüste, der „**Reg**" oder „**Sserir**". Durch Karbonatisierung kann dessen Verfestigung bis zur Bildung eines oberflächlich völlig deckenden, vorwiegend vegetationslosen Steinpflasters erfolgen (vgl. Abb. 5). Die schützende Grobsedimentdecke schützt die überlagerten Schichten vor weiterer Erosion und ermöglicht eine einfache Profilbildung. Unter dem Einfluss salzhaltigen Grundwassers können sich in den Schotterkörpern umfangreiche, oberflächennahe Akkumulationshorizonte aus Salz und Gips bilden, worauf sich auch die Bezeichnung „Ochric Solonchaks" bezieht (DAN 1988). Lediglich im Bereich des ständigen Grundwasserstromes von Wadis sind die Bedingungen weniger salin, weshalb sich hier auch eine spärliche Vegetation entwickeln kann (ZOHARY 1962).

Abb. 25: Blick in die Jordanisch-Syrische Basaltwüste (15 km östlich Azraq) zwischen den Basaltblöcken Gräser, vor allem *Stipa capensis*.

In Jordanien bilden sich Hamadas und Regs vor allem im Osten und Nordosten aus kalkigen Gesteinen der Kreide und des Tertiärs und gemäß der Definition ZOHARYs (1973) sind auch die Blocklavafelder der Syrisch-jordanischen Wüste „Harra" (Abb. 25) hierher zu stellen. Eine Sonderform stellen die „granitischen Blockfelder", „sandy hamadas" (Abb. 26), im Süden Jordaniens dar (KÜRSCHNER 1986).

Abb. 26: Granitische Block-Hamada 40 km östlich von Aqaba.



© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 27: Flachgründiger Rendzina-Boden über Kreidekalken im Eichenbestand (*Quercus calliprinos*) bei Ibrahim (Az Shawbak).

Sande (Arenosols)

Sande entstehen in Jordanien im wesentlichen als Verwitterungsprodukte des so genannten „Nubischen Sandsteins" der oberen Kreide und – in geringerem Umfang – der präkambrischen Granite Südjordaniens (vgl. Kap. Geologie/Geologische Großräume). Sie finden sich als weite Sandfelder oder kleinflächigere Dünen im Gebiet des Wadi Rum (vgl. Abb. 8), kommen aber auch lokal als Einwehungen in Hamadas und Blocklavafelder oder als Einschwemmungen in Wadibetten vor. Hervorzuheben ist hier die respektable Dünenlandschaft des nördlichen Wadi Araba, welche weitgehend fluviatiler Herkunft ist und sich aus Ablagerungen pleistozäner Flüsse zusammensetzt (vgl. Abb. 9).

Größere Wanderdünen, wie sie in den zentralen Wüsten der Arabischen Halbinsel auftreten, können in Jordanien wohl wegen der differenzierteren Topographie, des erheblichen Anteiles spezifisch schwerer Feinpartikel und dünenfestigender Vegetation, wie etwa den Rutenstrauch *Haloxylon persicum* (Chenopodiaceae), nicht entstehen.

Die niedrige Wasserhaltekapazität des Sandes erlaubt das Eindringen des Niederschlages in tiefe Schichten, wo die Feuchtigkeit – vor Verdunstung geschützt – gespeichert wird. Sanddünen, insbesondere wenn sie über undurchlässigem Gestein lagern, stellen daher in Wüsten für Pflanzen den günstigsten Lebensraum dar und ermöglichen Tiefwurzlern den direkten Wasseranschluss (WERNER 1987).

Abb. 28: Diese völlig kahl geweideten Lehmhügel bei Beida (Petra) „fließen" durch Solifluktion allmählich in ein tiefer gelegenes Wadi.

Azonale und intrazonale Böden

Azonale und intrazonale Böden sind in ariden Gebieten meist durch die Verfügbarkeit von Zuschusswasser gekennzeichnet, sei es durch eine lokal bessere Wasserversorgung, durch ihre Entstehung als alluviale Bildungen oder durch zusammenströmendes Regenwasser in abflusslosen Depressionen.

Rendzinen (Rendzinas)

Als örtliche Bodenbildungen treten Rendzinen im Norden Jordaniens am Ausgang des Yarmuktales und im Bergland von Ajlun auf, meist über weichen Gesteinen der obersten Kreideperiode und des Eozäns, wie Kreide, Mergel und nur selten auch härteren Kalken sowie amorphen Krusten, „nari" (ZOHARY 1973, DAN 1980) oder auch deren Gesteinsschutt. Es sind Böden mit einem A-C-Profil, deren bis zu 50 cm mächtiger, kalkreicher, oft dunkelgraubrauner bis schwarzer organischer Horizont sich meist scharf gegen den C-Horizont abgrenzt (Abb. 27). In den

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

bergigen Gebieten beiderseits des Jordangrabens ist dieser Bodentyp mit zahlreichen Übergangsformen zwischen Rendzina und Karbonat-Rohboden vertreten. Entlang der Ufer zahlreicher Wadis sind rendzinartige Böden über Kolluvien aus Wadischottern und abgetragenem, humusreichem Hangmaterial ausgebildet (BENDER 1968).

Das Fehlen eines, die Bearbeitung erschwerenden Übergangshorizontes, förderte bereits früher als bei anderen Bodentypen des Mediterranraumes die weitgehende Degradierung oder vollständige Rodung ihrer natürlichen Vegetation, welche vermutlich durch *Pinus halepensis*-Wälder gekennzeichnet war. Die Rendzina-Gebiete werden heute vor allem für den Getreideanbau intensiv genützt. Auf Hängen sind diese Böden durch die Entfernung ihrer Vegetationsdecke und Überweidung stark erosionsgefährdet, das weiche Ausgangsgestein fördert – einmal freigelegt – die Verkarstung in hohem Maße.

Vertisole (Grumosols)

Vertisole sind tiefgründige A-C-Böden mit hohem Tongehalt bis zur Horizont-Untergrenze, deren Dynamik bereits besprochen wurde.

Vergesellschaftet mit Roterden kommen Vertisole in Jordanien im feuchten Norden, etwa im Gebiet um Irbid, Amman und südlich davon vor (Abb. 28). Der hohe Tongehalt legt jedoch eine Entstehung unter noch wesentlich feuchteren Klimabedingungen als den rezenten im Pleistozän nahe.

Vertisole entstehen im allgemeinen auf kalkigen, tonigen, mergeligen, aber auch auf basaltischen Ausgangsgesteinen. Durch die intensive Vermischung des Bodenmaterials im A-Horizont ist der geringe Humusgehalt von etwa 0,5 % an organischem Kohlenstoff gleichmäßig verteilt (TAIMEH & KREISHAT 1988). In Jordanien sind diese Böden colluvialen Ursprungs, woraus sich ihr fast ausschließliches Vorkommen im eher flachem Gelände bis 6% Hangneigung erklärt (SCHACHTSCHNABEL et al. 1992). Trotz schwerer Bearbeitbarkeit erfolgt lokal ihre intensive Bewirtschaftung durch den Anbau von Getreide, Gemüse, Obst und Tabak, wogegen die natürliche Vegetation kaum mehr existiert.

Abb. 29: Weiße Salzkrusten bedecken großflächig den Solontschakboden in der Wadi Araba-Depression. Auf flachen Erhebungen gedeiht der salztolerante Bocksdorn *Lycium shawi*.

Schwarzerdeähnliche Böden (Haplic Phaeozems)

Sie entstehen unter Jahresniederschlägen um 250 mm über Basalten und weisen einen schwarzerdeähnlichen Charakter des dunkelgraubraunen organischen Horizontes auf. Der hohe Tongehalt dieser A-C-Böden verursacht ein dichtes Bodengefüge mit geringem Porenvolumen und erschwert die Bearbeitung. Bei guter Drainage jedoch ermöglicht der hohe Mineralgehalt höhere Erträge als auf mediterranen Roterden (ZOHARY 1962, 7ff.). Diese Böden haben in Jordanien nur lokalen Charakter und sind auf das Gebiet um Irbid begrenzt (MOORMAN (1959).

Solontschakböden (Solonchaks)

Solontschake sind Böden mit hohem Gehalt an freien Na-Salzen, die bei zunehmender Trockenheit des Oberbodens auf der Oberfläche als weiße Salzkruste sichtbar werden (siehe Abb. 29). Ein Salzanreicherungshorizont kann sich auch im Oberboden bilden. Der Salzanteil kann bis zu 6 % betragen, die häufigsten Salze sind Kochsalz, NaCl, und in geringerem Ausmaß Na-Karbonat Na_2CO_3, Na-Sulfat (Soda) Na_2SO_4, Calziumchlorid $CaCl_2$ Magnesiumchlorid $MgCl_2$ und Magnesiumsulfat $MgSO_4$ (ZOHARY 1973). Na-haltige Böden können sich in ariden Gebieten aufgrund der leichteren Zersetzbarkeit Na-reicher Silikate bilden, die auch bei geringer Befeuchtung möglich ist. Die Herkunft von Chlor dürfte auf fossi-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

le marine Schichten zurückzuführen sein (GANSSEN 1968). Solche Böden entstehen entweder in automorphen Salinen, die ihren Salzgehalt vorwiegend aus dem unterliegenden Gestein, wie z. B. dem Lisan Mergel im Toten Meer-Bereich beziehen oder in hydromorphen Salinen, deren Salze aus salzhältigem Grund- oder Zustromwasser stammen, das dort verdunstet, wie z. B in der abflusslosen Regenpfanne des Qa'a Azraq. Anthropogen bedingte Versalzung entstand und entsteht in weiten Gebieten durch unvernünftige Bewässerungsmaßnahmen, besonders mit salzhaltigem Grundwasser. Abgesehen von den direkten negativen Auswirkungen osmotischer Natur der Ionen auf die Pflanze, ergeben sich hierbei auch katastrophale Änderungen der Bodenstruktur. Bei Regen verwandeln sich solche Böden in einen zäh-plastischen Sumpf, durch den kein Wasser in die Tiefe sickert. In Trockenzeiten erstarren sie in großen, eckigen, harten Schollen, die keinerlei Bodenbearbeitung zulassen.

Solche extremen Bodengesellschaften mit ph-Werten über 10 und einem Salzgehalt bis zu 50 % (!) sind für die weiten Depressionen von Azraq und El-Jafr, sowie die Senken des Wadi Araba typisch. Südlich des Toten Meeres sind sie autochthon als tonreiche alluviale, graue oder braune Salzböden ausgebildet (DAN 1988) (Abb. 29). Bewässerung mit salzführendem Grundwasser verschärft in den Kulturflächen unter den extrem ariden Klimabedingungen der Grabendepression – jährliche Niederschlagshöhe unter 50 mm, hohe Verdunstungsrate und Sommertemperaturen bis zu 50° C – die Bodensituation erheblich. Unter diesen Bedingungen ist die ökonomische und ökologische Sinnhaftigkeit des großflächigen Anbaues der sehr bewässerungsbedürftigen Bananen stark anzuzweifeln.

Andere Typen salzhältiger Böden, wie **Soloneze** (Alkaliböden) finden sich in Jordanien eher selten und nur lokal. Ihre Bildung setzt ein wenigstens zeitweise humides Bodenklima in feuchten Senken voraus, ihre landwirtschaftliche Nutzung ist nach Entsalzung bedingt möglich (ZOHARY 1973).

Bodenvergesellschaftung des Jordantales (Fluvisols, Calcareous Serozems, Luvic and Haplic Xerosols, Calcaric Cambisols, Calcic Xerosols und Gypsic Xerosols)

Unter dieser Bezeichnung fasst MOORMAN (1959) humusreiche rotbraune und graubraune Böden, weißgraue Mergelrohböden und dunkelgraue Kolluvien, sowie die Oasenböden des unteren und mittleren Jordantales, zusammen. Bei hohem Grundwasserstand und Abwesenheit natürlicher Entwässerung haben sich auch hier humusreiche Solontschakböden entwickelt. Die zunehmende Versalzung der Böden wird nicht zuletzt durch intensive Kulturmaßnahmen und den Einsatz salzigen Grundwassers tieferer geologischer Schichten zur Bewässerungszwecken beschleunigt (ZOHARY 1962, BENDER 1968). Kalkreiche braune **Seroseme** rezenter alluvialer Feinsedimente sind die dominierenden Böden des zentralen und semiariden unteren Jordantales, wo sie auch in einer tiefgründig lehmigen Form auftreten. Sie sind dann sehr kalkreich und enthalten salzige Akkumulationshorizonte.

Der mäandrierende Jordan hat in seiner Talaue el-Ghor auch zur großflächigen Entstehung alluvialer Böden („Palestine's mos", ZOHARY 1962) mit Mehrschichtprofilen geführt, deren Humushorizonte mit bis zu 6 % Humusgehalt immer wieder von humusarmen, tonigen Flusssedimenten überlagert werden.

Die besten Erträge für eine Vielzahl von Kulturen werden auf lösshaltigen Böden erzielt, die wegen der günstigen Sortierung ihrer Korngrößen eine optimale Durchlässigkeit aufweisen.

Insgesamt stellt das Jordantal, eine seit Jahrtausenden intensiv genützte Kulturlandschaft, ein Sammelbecken unterschiedlichster Bodenformen dar, die von den Hangpartien bis zum Talboden, bedingt durch klimatische Faktoren, Ausgangsmaterial und Entstehungsgeschichte, stark variieren. Bodentypen des mediterranen Raumes mischen sich daher oft kleinflächig mit Böden, deren Orogenese sich eigentlich auf semiaride oder aride Gebiete begrenzt. Die landwirtschaftliche Überbeanspruchung der vergangenen Jahrzehnte hat zu vermehrtem

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Salzeintrag durch Düngesalze und salzführendes Grundwasser geführt und bedarf einer zukünftigen Lösung.

Paläoböden, Reliktböden

Fossile Böden stellen begrabene oder durch Trümmerdecken überlagerte Bodenformen mit unterbrochener Entwicklung und konservierten Bodenmerkmalen von sehr hohem Alter dar. Ihre Bildung zwischen dem Jungtertiär und dem Pleistozän präsentiert einen Klimacharakter mit einem Wechsel heiß-feuchter und trockener Bedingungen, wie er gegenwärtig etwa für die Bildung der typisch tropischen Latosol-Böden nötig ist (SCHROEDER 1978).

Reliktäre Böden sind in früheren Perioden mit anderen Bildungsfaktoren entstanden. Unter Beibehaltung ihrer stabilen Merkmale entwickeln sie sich heute noch weiter. Ihre Bodenkörper oder Verwitterungsrelikte, sowie karbonatisierten rubefizierten oder tonangereicherten Profile sind auch für die rezente Bodenbildung noch von Bedeutung. In den heutigen Trockengebieten erfolgte ihre Bildung in einem wechselfeuchten Klima, wie das etwa für die weit verbreiteten mediterranen Roterde-Böden zutrifft. Solche Böden, wie z. B. Terra rossa (SCHACHTSCHNABEL et al. 1992) und Rotlehme (= roter Plastosol) sind durch ihren hohen Anteil roter Eisenminerale, vorwiegend Hämatit, typisch gekennzeichnet, die in feuchten Perioden aus Lösungen gebildet und reduziert, aber in Trockenzeiten durch Ferralitisierung wieder oxidiert und dabei irreversibel koaguliert wurden (DAN 1973, HOROWITZ 1988).

Im Mediterrangebiet Jordaniens und auch außerhalb desselben, z. B. in der östlichen Wüste bei Azraq (BENDER 1968), finden sich weit verbreitet Böden, deren Entstehung unter heutigen klimatischen Bedingungen nicht mehr möglich wäre und daher auf niederschlagsreichere Perioden der Erdgeschichte mit subtropischem Klimacharakter verweisen (GANSSEN 1968, HOROWITZ 1988).

Auch der hohe Tonanteil der Vertisole kann am ehesten nur durch eine Entstehung während früherer, feuchterer Klimaperioden erklärt werden (TAIMEH & KREISHAT 1988).

Zusammenfassung

Böden sind komplexe Gebilde, deren Bildung lange Zeit benötigt und in Wechselwirkung zahlreicher Faktoren, wie Klima, geologischem Untergrund, physikalischen und chemischen Einflüssen mit intensiver Beteiligung durch Boden-Arthropoden, Mikrofauna und -flora erfolgt. Unter ariden Klimabedingungen verläuft die Bodenbildung wesentlich komplizierter als im humiden Klima und benötigt generell sehr lange Zeiträume und verläuft nur auf einem niedrigem Niveau. Aufgrund des Wassermangels überwiegen die physikalischen Faktoren: Erosion, Verlagerung und Akkumulierung von Material durch das Sandstrahlgebläse des Windes und unregelmäßige, dann aber durchaus heftige Niederschläge. Chemische Einflüsse erfolgen durch Wasseraufnahme, Austrocknung und Oxydation.

Die Vegetation tritt in Wüsten nur zerstreut auf, weshalb die Aktivität der Boden-Mikroorganismen und die Freisetzung der Nährstoffe stark eingeschränkt sind. Unter extrem ariden Bedingungen entstehen nur bodenähnliche Formationen mit reduziertem Bodenleben.

Die Böden Jordaniens umfassen verschiedene zonale und azonale Typen. Mediterrane Terra rossa ist für den humiden Nordwestteil Jordaniens charakteristisch. Unter trockeneren Bedingungen kommen gelbe und braune mediterrane Böden vor. Im Hügelland und entlang der Wadiufer sind über Karbonatgestein braune Lithosole mit verhärteten Kalkkrusten typisch. Der Bodenanteil ist bis auf kleine Auflageflächen über dem Gestein reduziert. Die Böden der trockenen Steppen sind helle Xerosole mit geringem Humusgehalt. Die extremsten Verhältnisse gibt es in den sandigen Wüsten und in den Hamadas. Diese Bodentypen sind Wüsten-Lithosole, Regosole und junge sandige Böden mit einem Minimum an organischem Gehalt. Es sind Initialstadien, die niemals zur Bodenreife gelangen. Zusätzlich sind auch zonale Bodentypen weit verbreitet, wie Rendzina in den trockeneren mediterranen Bereichen, Löß und Solontschak, der für Salzflächen typisch ist. Vertisole sind durch ihren „Selbstmulchungs-Effekt" charakterisiert,

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

einen Prozess, der tiefe Tonschichten und die Anwesenheit von Na-Ionen erfordert.

Literatur

ABU JABER K.S., GHARAIBEH F.A. & A. HILL (1987): The Badia of Jordan. The Progress of Change. — Publ. Univ. of Jordan, Amman. Dep. No. **529**/11/1987: 1-168.

ABU-SAFAT M. (1986-87): Verwitterung und Hangabtragung im „Nubischen Sandstein" Südjordaniens. — Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **33/34**: 129-256.

ALLISON R.J., HIGGITT D.L., KIRK A.J., WARBURTON J., AL-HOMOUD A.S., SUNNA B.F. & K. WHITE (1998): Geology, geomorphology, hydrology, groundwater and physical resources. — In: DUTTON R.W., CLARKE J.I. & A.M. BATTIKHI (Eds.) (1998): Arid land resources and their management. Jordan's desert margin: 21-43. Kegan, London, New York: 1-332.

ARMSTRONG W.P. (2003): http://www.desertusa.com/magdec97/varnish/dec_varnish.html

BENDER F. (1968): Geologie von Jordanien. — Beiträge zur regionalen Geologie der Erde **7**. Borntraeger Verlag, Stuttgart, Berlin: 1-230.

DAN J. (1973): Arid Zone Soils. — In: YARON B., DANFORS E. & Y. VAADIA (Eds.): Arid zone irrigation: 11-27. Springer, Heidelberg, New York.

DAN J. (1988): The soils of the land of Israel. — In: YOM-TOV Y. & E. TCHERNOV (Eds.), The Zoogeography of Israel. The distribution and abundance at a zoogeographical crossroad: 95-128. Junk Publishers, Dordrecht: 1-600.

DUTTON R.W., CLARKE J.I. & A.M. BATTIKHI (Eds.) (1998): Arid land resources and their management. Jordan's desert margin. — Kegan, London: 1-332.

FAO-UNESCO (1974): Soil map of the world. — Bd. **1**, Unesco, Paris.

FISHER W.B. (1978): The Middle East. A physical, social and regional geography. — 7th Ed., Methuen, London: 1-615.

GANSSEN R. (1968): Trockengebiete. Böden, Bodennutzung, Bodenkultivierung, Bodengefährdung. — B.I. Hochschultaschenbücher 354/354a, Bibliograph. Inst. Mannheim, Zürich, Hochschultaschenbücher-Verlag: 1-168.

HOROWITZ A. (1988): The Quaternary environments and paleogeography in Israel. — In: YOM-TOV Y. & E. TCHERNOV (Eds.), The Zoogeography of Israel: 35-58. Junk Publishers, Dordrecht, Boston, Lancaster: 1-600.

MOORMAN F. (1959): The soils of East Jordan. — FAO-Report Nr. 1132, Rome (Zit. in: BENDER F. (1968): Geologie von Jordanien. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde **7**. Borntraeger Verlag, Stuttgart, Berlin: 1-230).

SCHACHTSCHNABEL P., BLUME H.P., BRÜMMER G., HARTGE K.H. & U. SCHWERTMANN (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. — 13. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart: 1-491.

SCHIFFERS H. (Ed.) (1971): Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes, 1.Physiogeographie. — Weltforum Verlag, München: 1-674.

SCHROEDER D. (1978): Bodenkunde in Stichworten — Hirts Stichwortbücher, Hirt-Verlag, Kiel, 3. Aufl.: 1-154.

STRAUB R. (1988): Die Bodengesellschaften des Vorderen Orients. — Beih. TAVO, **A 16**: 1-106.

TAIMEH A.Y. & S.A. KREISHAT (1988): Vertisols in Jordan. Properties and Distribution. — Publications of the University of Jordan, Amman: 1-60.

The General Corporation for the Environment Protection (Ed.) (1998): Jordan country study study on biological diversity. — National Library, Amman: 1-412.

THOMAS D. (Ed.) (1989): Arid zone geomorphology. — Methuen, London: 1-342.

WERNER Y.L. (1987): Ecological Zoogeography of the Saharo-Arabian, Saharan and Arabian Reptiles in the Sand deserts of Southern Israel. — Proc. Symp. Fauna and Zoogeography of the Middle East. Mainz (1985). In: SCHNEIDER F., KRUPP W. & R. KINZELBACH (Eds.), Beih. TAVO **A 28**: 272-295.

ZOHARY M. (1962): Plant life of Palestine. — Ronald Press, New York: 1-262.

ZOHARY M. (1973): Geobotanical foundations of the Middle East. — 2 vols., Fischer Verlag, Stuttgart:1-739.

Anschrift der Verfasser:

Univ. Prof. Dr. Wolfgang WAITZBAUER
Universität Wien
Institut für Ökologie und Naturschutz
Althanstraße 14
A-1090 Wien/Austria
E-Mail: Wolfgang.Waitzbauer@univie.ac.at

Mag. Bibiane PETUTSCHNIG
147 South Oxford Street, Apt. 4B
Brooklyn NY 11217
USA
E-Mail: b.petutschnig@gmx.at